

菅平盆地の畑地における表土の侵食

Topsoil Erosion on the Cropland in the Sugadaira Basin, Central Japan

藤野 篤弘*・松本 栄次**

Atsuhiro FUJINO and Eiji MATSUMOTO

I はじめに

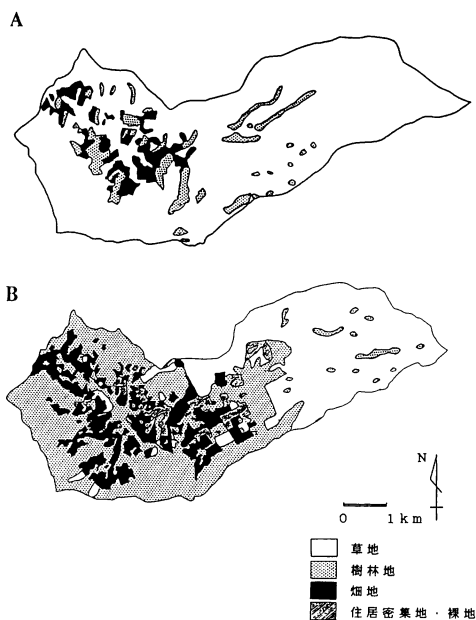
わが国では、山地の大部分が森林であることや、耕地面積に占める水田の割合が高いことなどから、土壤侵食の発生規模が海外に比べて小さかった。しかし、近年では、わが国の農耕地でも土壤侵食の発生による被害が増加する傾向にある。この背景としては、前田(1987)が指摘したように、山間部傾斜地の開発・造成による耕地面積の拡大、大規模な機械化、および単一栽培の導入などがあげられよう。

長野県菅平盆地は、中央日本の代表的な高冷地野菜産地で、レタス、ハクサイ、ニンジンを中心とした野菜の輪作や単一栽培が行われている地域である(山本ほか, 1981)。近年では、一筆10~50アールという比較的大区画の斜面畑において、大型農機具を導入した野菜栽培が盛んである。

菅平盆地の開拓は1600年代前半に始まるが、それが本格化したのは1800年代中ごろ以降である。農家数や耕地面積は、1900年代に入ってから養蚕業の発展によって増加し、第二次大戦後に野菜栽培を中心とした農業の発展によって急増した。開拓以前の菅平盆地には草原が広く分布していたことは、たとえば、小泉(1990)や市川・斎藤(1985)などに述べられているように、さまざまな資料から明らかであるが、開拓の進行に伴って、草原の一部は畑地化され、一部は植林により林地化されてきた(第1図)。

本研究は、このような菅平盆地において、草地と

畑地の表土の厚さを比較することにより、開墾以後今日までの間に、畑地の土壌がどの程度侵食・改変を受けたかを検討し、あわせて、畑地の微地形と土



第1図 菅平盆地の土地利用の変化
資料 A: 大日本帝国陸地測量部 5万分の1地形図「須坂」(1912年測量)
B: 建設省国土地理院 5万分の1地形図「須坂」(1980年測量)

*筑波大学大学院環境科学研究科(現 京都府福知山地方振興局農林課)

**筑波大学地球科学系

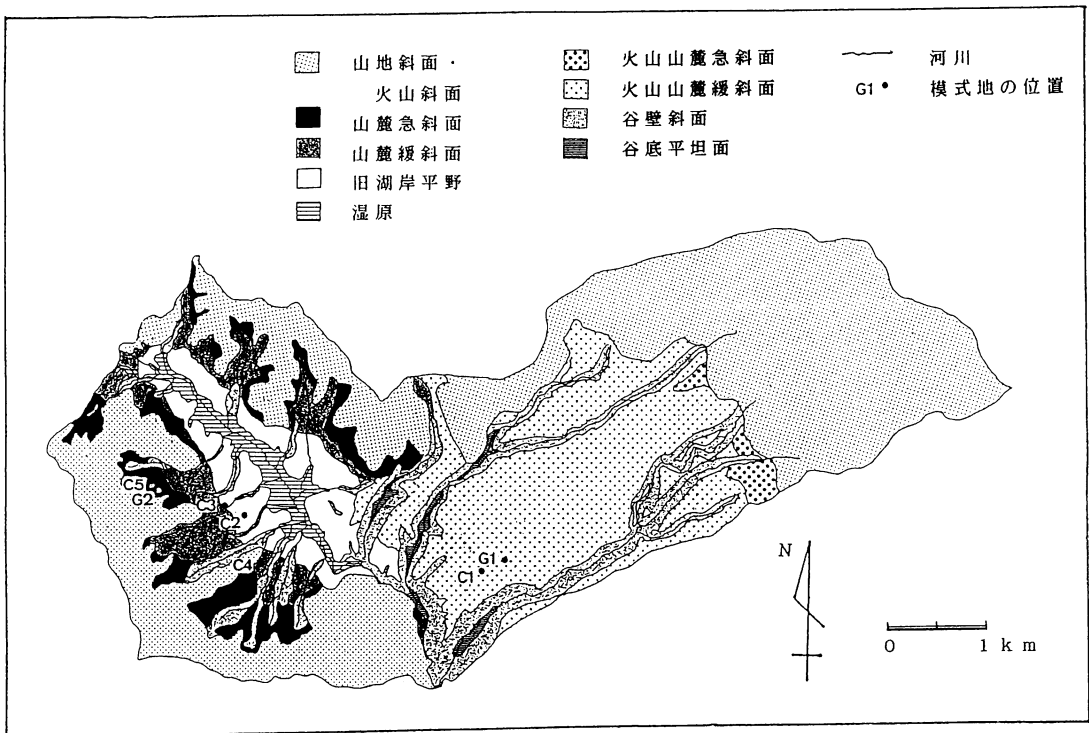
壤侵食との関連について考察することを目的とするものである。

II 菅平盆地の地形・地質・土壌

第2図は、斜面の成因・位置・傾斜にもとづいて、研究地域の小地形を9つの地形単位に分類した地形分類図である。標高1,250m~1,400mに位置する菅平盆地は、地形・地質的に、盆地西部と盆地東部の2地域に区分できる。盆地西部は第三系別所層およびこれに貫入した石英閃緑岩を基盤とした地域で、比高200m~400mの山地に南北を限られ、その間の低地には、火山噴出物による堰止湖(古菅平湖)の名残りの湿原と湖成堆積物よりなる旧湖岸平地が広がっている。山地と低地の間には、傾斜8~15度の山麓急斜面と8度以下の山麓緩斜面が発達している。一方、盆地東部は四阿火山・根子岳の西南部裾野にあたり、複輝石安山岩を主とした第四紀火山噴出物

が、第三紀層を覆って、高原状の火山斜面を形成しており、その下麓部は傾斜8度以下の広大な火山山麓緩斜面をなしている。

菅平盆地の地表は風成火山灰層(ローム層)で覆われており、それを母材として、火山性黒ボク土が広く発達している。黒ボク土はススキをはじめとするイネ科草本の繁茂する草地で生成されるとされ、加藤(1978)によれば、断面の十分に発達したものの生成には1500年以上かかるという。この黒ボク土は、腐植度の高い腐植を含んだ黒色の土壌で、団粒構造が発達し、通気性や保水性に富むので、畑地の土壌として有効である。しかし、団粒相互の結合力が弱いため、侵食に対して弱い面をもつ(河野, 1978)。このような表土の下位には、概して明瞭な境界をもって、風化が進んだ褐色のローム層(下層土)がつづく。



第2図 菅平盆地の地形分類図

III 調査方法

1) 模式地の設定

この研究では、畑地の土壌が開墾・耕作という人為的因子によって受けた侵食の影響を明らかにするために、畑地とほぼ自然状態に保たれてきたと考えられる草地とのそれぞれから模式地を選定し、土壌断面調査を行なって、両者を比較した。

このような比較の場合、人為的因子以外の土壌生成因子（母材・生物・気候・地形・時間）が揃った模式地を選定することが望ましい。菅平盆地というひとまとまりの土壌分布地域内では、これらの因子のうち、地形以外の母材・生物・気候・時間などの因子はほぼ同一と考えられるので、模式地の設定にあたっては、地形条件が類似した場所を選ぶよう努めた。

菅平盆地でも畑地が拓かれているのは、前述の地形分類における地形単位のうち、山麓緩斜面・山麓急斜面・旧湖岸平野・火山山麓緩斜面の4つの地形単位である。そこで、それぞれの地形単位から畑地と草地を各1カ所づつ模式地として選定するよう計画した。

しかし、実際に設定しえた模式地は、第2図においてC（畑地）、G（草地）ではじまる記号で示した各点である。火山山麓緩斜面に関しては、隣接した位置のほぼ同じ地形条件のところに「畑地C1」、「草地G1」という模式地が設置できたが、他の地形単位では、自然が保たれた適当な草地が存在しないため、山麓急斜面にあたる「草地G2」以外には模式地を設置できなかった。スキー場ゲレンデに位置する「草地G2」も、調査の結果、1968年にカラマツ林を開いて整備された際に人為的攪乱を受けたと考えられる土壌の特徴を示し、完全な自然草地とはいえないことがわかった。したがって、畑地と草地とでの土壌断面の比較は、主として「畑地C1」・「草地G1」の2つの模式地における結果について行い、他の模式地の結果は補助的に利用するにとどめた。

2) 地形測量・土壌断面調査

各模式地において、斜面測量器（東京リサーチ製）による簡易測量と、トランシット・光波測距儀を用

いた精密測量とにより地形図を作成した。土壌断面の調査は、1模式地につき数10点の調査地点でも検土杖を用いて行なった。土壌断面の記載にあたっては、迅速に多くの断面を観察する必要から、土色の相対的な違いを基準として、黒色の「腐植層」、褐色の「ローム層」、および両者の中間的な「漸移層」の各層位に分類して記載した。また腐植層と漸移層とを合わせて「表土」とした。検土杖の穿入深度は、ローム層が連続的かつ安定的に出現するまでとした。

3) 土壌試料採取・炭素含量測定

各模式地における代表的な土壌断面の各層位（腐植層・漸移層・ローム層）から、採土器または検土杖を用いて炭素含量測定用の試料を採取した。採取した土壌試料は、風乾の後CNコーダ（柳本製作所、MT-500型）で燃焼させ、炭素含量（C%）のデータを得た。

IV 調査結果

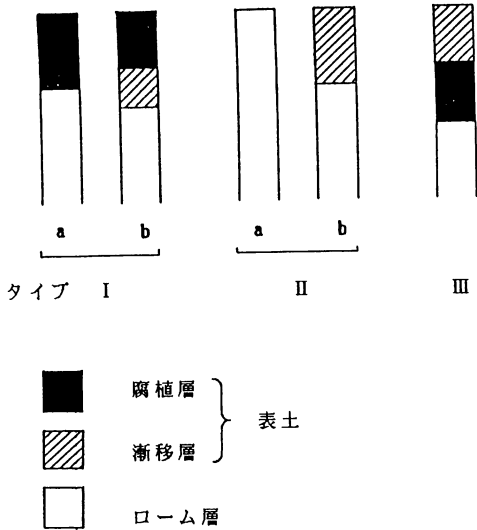
1) 土壌断面のタイプ

各模式地で観察された土壌断面を、その特徴をもとに整理すると、第3図に示すように、大きく3つのタイプに区分できる。

① タイプI 地表面から下へ腐植層・ローム層と続く土壌断面である。腐植層とローム層が明瞭な境界を示して接する場合（I-a）と、腐植層とローム層の間に漸移層を挟む場合（I-b）とがある。

タイプIは各模式地に分布するが、特に「草地G1」では、調査した全ての土壌断面がこのタイプに該当する。筑波大学菅平高原実験センター内にある「草地G1」は耕作歴がなく、菅平盆地の草地の典型であり、したがって、タイプIの土壌断面は、開畑前の草地での自然状態に保たれた土壌の基準となると考えられる。

② タイプII 地表面に下層土であるローム層が露出している場合（II-a）や、地表面に漸移層が露出し、その下にローム層が続く場合（II-b）のように、腐植層の見られない土壌断面をタイプIIとする。タイプII-aは、「畑地C1」および「畑地C5」にみられ、斜面の上部や凸部に分布する。タイプII



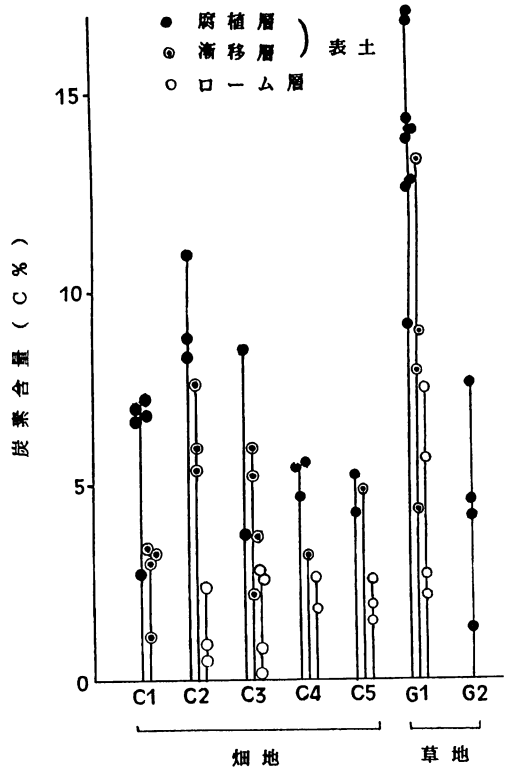
第3図 土壌断面のタイプ
 タイプIIIはここに示したような腐植層と漸移層とが逆転している場合のみではなく、タイプIおよびタイプIIに分類できない全ての土壌断面を含む。

一bは、畑地の各模式地にみられ、やはり斜面上部や凸部などに主に分布する。

③ タイプIII タイプI・IIのような単純な土壌断面とは異なり、漸移層の下に腐植層が再び存在する場合や、漸移層と腐植層とが逆転している場合など、複雑な土壌断面を示すものがある。このような、タイプIおよびタイプIIとは認められない全ての土壌断面をタイプIIIとする。こうした土壌断面のできる原因としては、侵食に伴う二次的な堆積による腐植層の埋没や耕起による土壌の攪乱が考えられる。タイプIIIは畑地の各模式地にみられ、斜面下部に主として分布する。

2) 土壌試料の炭素含量

各模式地で採取した土壌試料について、炭素含量を土壌層位別に表したのが第4図である。これによると、同じ腐植層あるいは漸移層と認定されたものでも、炭素含量に関してさまざまな値のものがあることがわかる。値のばらつきは、同一の模式地内ではさほど大きくはないものの、模式地相互間では著



第4図 模式地および土壌層位別の炭素含量

しく大きい。すなわち、腐植層の炭素含量は、「草地G1」でひときわ大きく、以下、「畑地C2」, 「畑地C3」, 「畑地C1」, 「畑地C4」, 「畑地C5」の順に小さくなる傾向がみられる。また、漸移層の炭素含量も、「草地G1」のものが最も大きく、「畑地C2」, 「畑地C3」, 「畑地C5」, 「畑地C4」, 「畑地C1」の順に減少する。一般に畑地の表土が草地の表土と比較して、平均炭素含量が小さい。各模式地における土壌層位ごとの平均炭素含量は第1表の通りである。

平均炭素含量においてこのような模式地間の差が生じたのは、既に述べたように、ここで用いている腐植層や漸移層といった層位区分が、一つ一つの土壌断面における土色の相対的な違いを基準として簡便的に行ったものであって、絶対的な基準によって分類したものではないためである。

3) 実質表土厚

以上に述べたような、表土（腐植層・漸移層）の炭素含量の模式地間の差、とくに、畑地の表土が草地の表土に比して平均炭素含量が小さいことは、畑地の表土が、二次的な堆積や耕起に伴う下層土との混合によって、純度が低下していることを示していると解釈できる。

したがって、畑地化による表土の侵食量を見積もる場合、単に表土層の厚さのみを尺度にするのは妥当でない。そこで、本研究では、以下に述べるように、炭素含量を加味した「実質表土厚」という指標を用いて、畑地と草地との表土を比較した。

まず、第1表のうち、自然草地の典型と考えられ、炭素含量が最も大きい「草地 G1」の腐植層の平均炭素含量13.76%を1とし、各模式地・各土壌層位の平均炭素含量の比率である実質表土厚換算係数を求めた。次に、各調査地点の土壌断面における腐植層・漸移層の層厚それぞれに、この実質表土厚換算係数を掛けたものを積算して各調査地点の実質表土厚を求めた。

このようにして、各模式地の各調査地点について実質表土厚を算出し、それをもとに、実質表土厚分布図を作成した。第5図には、「草地 G1」と「畑地 C1」における実質表土厚分布と微地形を示す。

① 「草地 G1」（第5図-a） 全般に実質表土厚は50cm以上という大きい値を示す。微地形の凹部では凸部に比べて実質表土厚が大きい傾向はあるが、

凹部でも、模式地中央部に50cm等深線で囲まれた部分のように、値の小さい部分が存在する。また逆に、凸部にも80cmを越える大きい値を示す部分がある。

② 「畑地 C1」（第5図-b） 斜面中央部を横断する測線沿いと斜面下部を横断する測線の北西隅で、実質表土厚がきわめて大きい部分があるものの、全般に、実質表土厚は「草地 G1」に比べて小さい。おおむね微地形の凹部に沿って大きい値が分布するが、斜面下半区画には谷部を横切る形で、値のやや小さい部分が存在する。

IV 考 察

1) 畑地における表土の侵食量

上記の通り、自然草地として唯一整った資料が得られた「草地 G1」では、実質表土厚は一般に50cm以上の大きい値を示し、しかも微地形との対応関係は明瞭ではない。このことから、自然状態のもとでは黒ボク土の表土は微地形に大きな影響を受けることなく、ほぼ一様の厚さに発達することがわかる。したがって、実質表土厚のデータが得られなかった火山山麓緩斜面以外の地形単位においても、これらが自然の草地であった時には、「草地 G1」と大差ない程度の実質表土厚をもっていただけられる。そこで、ここでは、「草地 G1」の値を草地一般の値とみなし、畑地との比較の基準にすることにする。

第2表に各模式地についての実質表土厚の平均値（以下、平均実質表土厚¹⁾とする）および標準偏差・変動係数を示す。

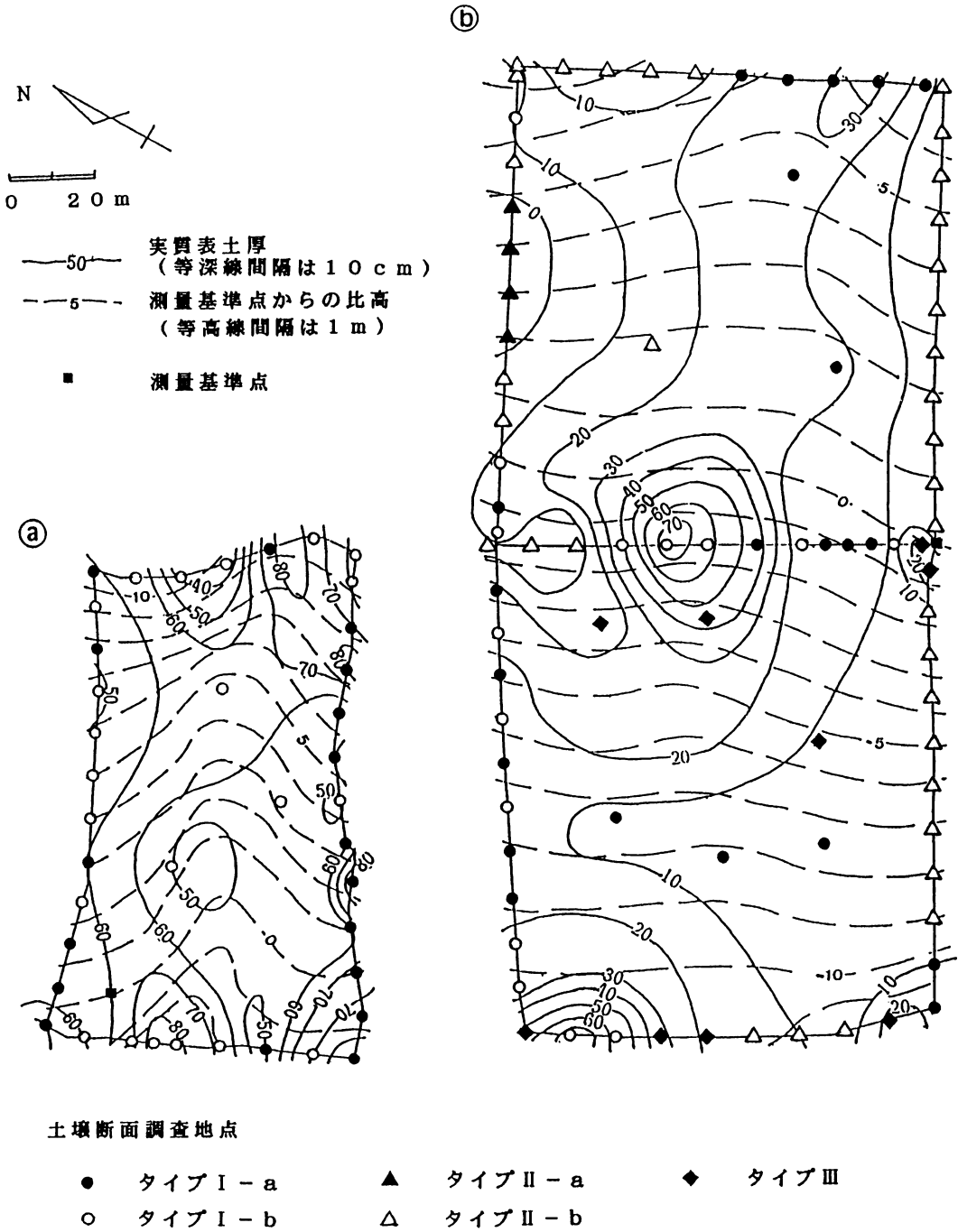
地形単位・一般傾斜・斜面長が「草地 G1」とほぼ等しい条件にある「畑地 C1」²⁾では、平均実質表土厚は17.6cmとなり、「草地 G1」の59.8cmに対する差は42.2cmである。また、他の畑地の平均実質表土厚も13.7~22.0cmで、草地の平均実質表土厚に比べてかなり小さい値をとっている。

畑地において実質表土厚が減少する要因には、その定義から、2つが考えられる。すなわち、表土の層厚自体の減少による場合と、表土の炭素含量の減少（純度の低下）による場合とである。

表土の層厚の減少は地表の侵食によって発生する。とくに、作付け前またはその直後の裸地に近い状態

第1表 炭素含量と実質表土厚換算係数

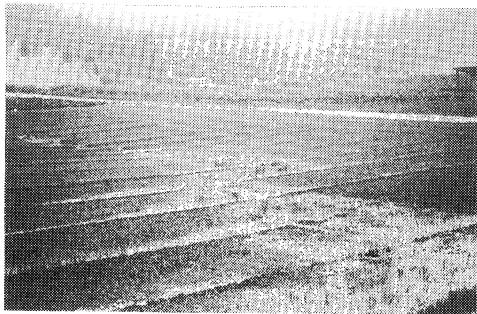
表土タイプ		平均炭素含量 (%)	実質表土厚換算係数
腐植層	草地 G1	13.76	1.000
	畑地 C2・C3	9.06	0.658
	畑地 C1	6.86	0.499
	畑地 C4・C5	4.99	0.363
漸移層	草地 G1	7.05	0.512
	畑地 C2・C3	4.95	0.360
	畑地 C1・C4・C5	3.10	0.225
ローム層		1.93	—



第5図 模式地「草地G1」および「畑地C1」における微地形と実質表土厚

第2表 各模式地の平均実質表土厚

模式地	一般傾斜(度)	斜面長(m)	平均実質表土厚(cm)	標準偏差(cm)	変動係数
草地 G1	5.6	118.0	59.8	11.70	0.20
草地 G2	12.4	53.0	15.8	8.29	0.52
畑地 C1	4.1	227.5	17.6	15.40	0.88
畑地 C2	1.5	80.5	22.0	12.65	0.58
畑地 C3	3.7	80.0	18.0	12.80	0.71
畑地 C4	3.8	29.5	15.0	9.59	0.64
畑地 C5	9.1	67.5	13.7	9.85	0.72



第6図 畑地の土壤侵食

の畑面が豪雨に曝されると、全面的にリルウォッシュ形式の流れが生じ、表土が侵食される(第6図)。畑地内で侵食された物質の一部はその畑地の低所に堆積するが、多くは畑地外に運搬される。こうして、畑地全体としてみた平均実質表土厚が減少する。

一方、表土における炭素含量の低下のプロセスとしては、まず、表土への腐植供給の減少や腐植の分解が考えられる。黒ボク土の腐植の供給源はおもにススキなどの草本のリターであるといわれているので、草地の畑地化によって、その時点で表土への新たな腐植の供給がほぼ停止する。そして、耕起によって腐植の分解が進行し、表土の炭素含量が減少することになる。しかし、腐植質アロフェン土ともいわれる黒ボク土の農業的特徴の一つは、アロフェンなどと強く結合した分解されにくい腐植の性質にあることが古くから指摘されている(菅野, 1962)。したがって、腐植原料の減少・腐植の分解による炭

素含量の低下というプロセスはさほど重要なものとは考えられない。

炭素含量の低下のもう一つのプロセスは、腐植層と下位のローム層との混合である。すなわち、土壤侵食に伴って、腐植を多く含んだ腐植層や無機質土であるローム層が流亡・混合し、その一部が畑地内に二次的に堆積する。この二次的の堆積物は、腐植層とローム層が混合しているの、炭素含量は侵食前の表土の炭素含量に比べて小さい。また、侵食によって腐植層厚が薄くなっている部分などで耕起が行われると、下層のローム層が混入して、表土の炭素含量が減少することもある。すなわち、このような混合による炭素含量低下も、結局は、土壤侵食に起因するものといえる。

以上の考察から、畑地における実質表土厚の減少は、おもに土壤侵食によるものであり、草地と畑地における実質表土厚の差は、畑地の開墾以来、調査時点(1990年)までの期間内に発生した表土の侵食量を示すものと考えられる。すなわち、「畑地 C1」では、その開墾以来、40cmあまり(もとの表土層の厚さの約70%)が侵食により失われたと推定でき、他の模式地の畑地においても、侵食の程度はほぼ同様である。

2) 土壤侵食と微地形の関係

菅平の斜面には、いずれの地形単位においても、おもに、斜面傾斜方向に延びる浅い凹部とわずかな凸部がみられる。草地ではこのような微地形と実質表土厚との間に明瞭な関係が認められなかったのに対し、畑地では明瞭な対応関係がみられ、実質表土

厚は微地形の凸部で小さく、凹部で大きい傾向を示している。

この傾向は、第2表において、実質表土厚の変動係数（各模式地で出現する実質表土厚のばらつきを、平均実質表土厚の大きさを基準として、相対量で示す）が、草地の0.20に比較して、畑地では0.58—0.88と、調査地点間の実質表土厚のばらつきが大きいことから読み取れる。

すなわち、自然状態の草原では、土壌の侵食自体がきわめて小さく、また、わずかばかりの地表の傾斜や斜面位置の違いは、土壌侵食の大きさを規定する要因とはならない。したがって、「草地 G1」模式地では、調査地点の全てが、タイプ I の土壌断面であった。これに対して、畑地において土壌侵食が進行する際には、微細な地形条件の違いが土壌侵食の要因として影響し、一つの畑地の中にも、表土がほとんど侵食されつくしたタイプ II の土壌断面からなる侵食域と、タイプ III の土壌断面からなる堆積域とに分化している。

微細な地形条件の違いの影響は、地形条件が違ふところに設定した模式地相互間でもみられる。資料が少ないが、第2表から、一般傾斜の大きい模式地の畑では、実質表土厚が小さく、その変動係数が大きい傾向がうかがわれる。また、平均実質表土厚の変動係数を畑地相互で比較すると、おおむね斜面長の長い畑地ほど大きい変動係数を示しており、畑地での侵食・堆積作用が、斜面長が長いほど激しいことを示している。

V おわりに

本研究では、模式地での土壌断面調査から得られた実質表土厚という指標を用いて、菅平盆地の畑地における黒ボク土の土壌侵食量および土壌侵食と微地形の関係について考察した。

その結果、1) 自然の草地であった時には、平均して厚さ60cm 前後あった腐植に富んだ表土層の約70%が、畑地化されて以降、侵食によって消失していること、また、2) 草地では、表土の発達には微地形にほとんど影響を受けていないが、畑地では微地形に対応した局地的な侵食と堆積作用が顕著に生じ、

微地形の凸部で表土がきわめて貧弱になるか欠如し、凹部ではむしろ厚い二次的堆積が生じているといった、表土層分布の局地的差異が大きくなっていることなどが明らかになった。

菅平盆地におけるこのような土壌侵食が、開畑後どのような経過で進行したかについては明らかではないが、近年における大型農業機械を導入した蔬菜単一栽培によって、畑地の表土の侵食が加速されていると考えられる。

菅平盆地の畑地で栽培される作物は、真田町農協の資料によると、1964年頃を境に侵食抑止力の比較的小さい根菜類から、侵食抑止力の比較的大きい葉菜類へと変化してきている。この面だけを見れば、畑地での侵食の発生は抑止されつつあるかに見える。しかし一方で、経済性や作業性を重視して、大区画斜面畑において大型農業機械による蔬菜単一栽培が営まれているため、畑地の利用時期が集中し、その結果、広い範囲が裸地や低被覆の状況におかれる期間が発生する。初夏の野菜類の植え付け前後や、秋の収穫後に緑肥用のエンバクやライムギが生育するまでの間がそのような時期に当たり、この期間に梅雨末期の集中豪雨や台風に見舞われ、リルウォッシュをともなった激しい侵食が起こることが多い。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、筑波大学地球科学系の古藤田一雄教授・安仁屋政武助教授・田瀬則雄講師には、機会あるごとに有益な御助言を賜った。現地調査では、筑波大学菅平高原実験センター職員の方々や、筑波大学大学院環境科学研究科の学生諸氏の絶大なる御協力を賜った。お世話になった方々に、深く感謝の意を表します。

注

- 1) 平均実質表土厚は次のようにして求めた。まず各模式地で等深線を境界とする実質表土厚の階級を設け、各階級の代表値を定める。次に各階級が模式地のなかで占める面積割合を求める。最後に、各階級の代表値にそれぞれの階級の面積割合を掛け、それらを合算したものを、各模式地の平均実

質表土厚とした。

- 2) 「畑地 C1」は、中央部の農道によって上下に二分割されるため、その斜面長は「草地 G1」と同程度となる。

文 献

- 市川健夫・斎藤 功 (1985)：再考日本の森林文化。日本放送出版協会，209p.
加藤芳郎 (1978)：有機質土（クロボク土壌）の生成と分類。農業土木学会誌，46—12，11—18。

菅野一郎編 (1962)：日本の土壌型—その生成・性質・研究方法—。農山漁村文化協会，東京，469p.

小泉清見 (1990)：菅平高原の歴史 II，菅平高原誌。真田町教育委員会，460p.

河野 洋 (1978)：農業における有機質土（クロボク土）の意義と役割。農業土木学会誌，46，863—868.

前田乾一 (1987)：傾斜地における物質移動 — 土壌侵食—，移動現象。博友社，204p.

山本正三・石井英也・田林 明・手塚 章 (1981)：中央高地における集落発展の一類型—長野県菅平高原の例—。筑波大学人文地理学研究，5，79—138.